

УДК 551.762.3 (470.13)

## **СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ВЕРХНЕЮРСКИХ ПОРОДАХ ЧИМ-ЛОПТЮГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ**

В.А. САЛДИН, Ю.С. СИМАКОВА, И.Н. БУРЦЕВ

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар  
[litgeo@geo.komisc.ru](mailto:litgeo@geo.komisc.ru)*

Комплексное изучение верхнеюрских пород позволило установить поликомпонентный состав ассоциаций глинистых минералов и закономерности их распределения в разрезе Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев. Выказаны предположения о генезисе некоторых глинистых минералов и возможных областях сноса. Преимущественно глинистые минералы имеют обломочное происхождение. Показано, что относительно высокое содержание смектита и смешанослойных фаз иллит/смектитового типа в верхнеюрских породах может быть обусловлено «консервацией» смектитовых пакетов в присутствии органического вещества. Проведено сравнение состава изученных глинистых минералов и особенностей их распределения с классическими разрезами верхнеюрских отложений Поволжья и сопредельных территорий.

**Ключевые слова:** глинистые минералы, горючие сланцы, верхнеюрские отложения, Яренгский сланценосный район

## **V.A. SALDIN, YU.S. SIMAKOVA, I.N. BURTSEV. COMPOSITION AND DISTRIBUTION OF CLAY MINERALS IN THE UPPER-JURASSIC ROCKS OF THE CHIM-LOPTYUGA OIL SHALE DEPOSIT IN THE NORTH-EAST OF THE RUSSIAN PLATE**

The Upper-Jurassic Chim-Loptyuga oil-shale deposit is situated in the North-East of the Russian plate. In the area the sediments of Oxfordian, Kimmeridgian and Volgian (Tithonian) stages of total thickness up to 40 m are identified. The rocks are mainly presented by caustobioliths, calcareous dark grey and greenish-grey clays, rare clay-marls and glauconitic-quartz sandstones. We determined the composition and distribution of clay minerals in all rock types. Our conclusions are based on the investigation of 155 samples from 10 wells.

The phase composition of the clay fraction (<0.001 mm) was determined by X-ray diffraction analysis (XRD) of oriented samples under standard diagnostic treatments (Diffractometer Shimadzu XRD-6000, Radiation- Cu-K $\alpha$ , scanning area – 2-52 and 55-65°2 $\theta$ ). Semi-quantitative X-ray diffraction analysis of the clay fraction was performed using the program Sybilla<sup>®</sup> that permits modeling of X-ray diffraction patterns for both air-dried and treated with organic liquids oriented specimens.

In pelitic fraction of all rock types illite, smectite, Fe-Mg chlorite, interstratified minerals preferentially of illite/smectite and more rare of chlorite/smectite or illite/ chlorite/smectite type were determined. This composition is typical for the slightly altered rocks. Illite and mixed-layer clays predominate in the samples. No stable connection of rock types with definite clay mineral associations was established.

In the Oxfordian Kimmeridgian rocks the content of smectite and mixed-layer clays predominate over illite. Volgian shale-bearing sediments are characterized by prevailing of illite over smectite and mixed-layer clays and low kaolinite content. The composition of clay minerals is determined firstly by source province rocks (Baltic shield) which didn't change during Oxfordian-Volgian time. Predominance of illite, smectite and mixed-layer clays with kaolinite content up to 30% clearly indicates the existence of humid climate (subtropical and cold-temperate) within the catchment area. Low kaolinite content in the shale-bearing sediments of the Volgian stage can be explained by relatively low sedimentation speed as compared to the underlying and overlying sediments. Simultaneously, along with the high illite content in the shale-bearing sediments, this fact indicates the remoteness of the coastline during the depositional time. The content of swelling layered silicates in the rocks is obviously controlled by the presence of organic matter.

So the clay mineral association of the shale-bearing rocks of the Chim-Loptyuga deposit differing from underlying and overlying sediments can be explained by

three factors: 1) coastline remoteness; 2) low sedimentation; 3) climate. Currently, it is difficult to say which of these factors was determining.

**Keywords: clay minerals, oil shales, Upper Jurassic sediments, Yarenga, shale-bearing area**

### Характеристика отложений

Чим-Лоптюгское месторождение горючих сланцев находится на северо-западе Яренгского сланценосного района Вычегодского бассейна и входит в состав Волжско-Печорской сланценосной провинции [1]. В структурно-тектоническом плане оно приурочено к северной части Вычегодско-Сысольской мегавпадины (рис. 1).

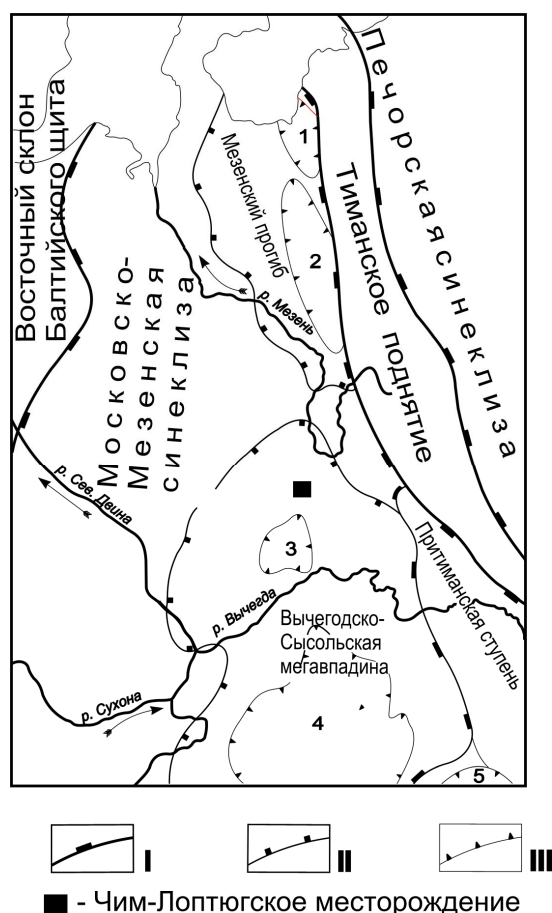


Рис. 1. Местоположение Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев на обзорной тектонической схеме (Дедеев и др., 1997).

I–III – границы структур: I – надпорядковых, II – первого порядка, III – второго порядка. Цифрами обозначены: 1 – Пешская депрессия, 2 – Сульская депрессия, 3 – Яренгская котловина, 4 – Сысольская впадина, 5 – Вятско-Камская впадина.

Fig. 1. Chim-Loptyuga oil-shale deposit location on the general tectonic scheme (Dedeev et al. 1997).

I–III – margins of structures: I – superordered, II – of the first order, III – of the second order. 1 – Pesh depression, 2 – Sul'sk depression, 3 – Yarenga basin, 4 – Sysola trough, 5 – Vyatka-Kama trough.

На площади месторождения выделены отложения оксфордского, кимериджского и волжского (титонского) ярусов верхнего отдела юрской системы общей мощностью до 40 м. Они расчленены на пачки: 1) глинистую зеленоцветную (2–10 м); 2) глинистую пестроцветную (1.0–2.5 м); 3) сланценосную сероцветную (1.9–4.5 м); 4) сланценосную темноцветную (5–14 м); 5) глинистую надсланцевую (0–22 м). Впервые волжские отложения разделены на сероцветную и темноцветную пачки в Сысольском сланценосном районе Л.Ф. Васильевой в ходе поисково-опробовательских работ. Позднее, при поисковых работах в 1980–1985 гг., В.М. Капитановым эти пачки прослежены и в волжских отложениях Яренгского сланценосного района, а в основании их разреза дополнительно выделены зеленоцветная и пестрая (пестроцветная) пачки [1]. Глины, перекрывающие сланценосную толщу, ранее были выделены в надсланцевую пачку [3].

Отложения первой пачки относятся к оксфордскому и кимериджскому ярусам, отложения других пачек – к средневолжскому подъярису волжского яруса, главным образом, к зоне *Dorsoplanites panderi*, и лишь верхняя часть надсланцевой пачки, вероятно, соответствует аммонитовой зоне *Virgatites virgatus* [1–3]. Для детальной корреляции промышленных пластов и отдельных слоев горючих сланцев Чим-Лоптюгского месторождения (всего пробурено более 180 скважин) были использованы литологический, фациально-циклический, геохимический и геофизический реперы [4]. Разрез верхнеюрских отложений Чим-Лоптюгского месторождения сложен горючими и глинистыми горючими сланцами, известковыми глинами темно-серого и зеленовато-серого оттенков окраски. Встречаются сильно глинистые известняки (мергели) и редкие слои глауконит-кварцевых мелкозернистых песчаников мощностью до 0.1 м. Последние приурочены исключительно к зеленоцветной пачке. Наиболее широко распространены глинистые породы. Верхнеюрские отложения включают многочисленные остатки аммонитов, белемнитов, двусторчатых моллюсков, а также фораминифер, иглокожих, радиоларий, свидетельствующие о мелководно-морских условиях образования толщи.

Глинистые минералы являются порообразующими компонентами во всех типах пород Чим-Лоптюгского месторождения. Как известно, они служат одним из надежных индикаторов литогенеза и широко используются для палеогеографических реконструкций [5, 6], а также могут применяться и для корреляции разрезов [7, 8].

Ранее в верхнеюрских породах Яренгского сланценосного района были установлены монтмориллониты (сметкиты) и гидрослюды (иллиты) [1].

Целенаправленно глинистые минералы не исследовались. В ходе детальной разведки месторождения в 2008–2010 гг. с целью выяснения состава глинистых минералов и их распределения по разрезу было отобрано 176 проб, охватывающих все типы пород из разных стратиграфических интервалов десяти скважин, из них 155 приходится на верхнюю юру (рис. 2). Этот интервал разреза опробован неравномерно. Более половины проб (около 60%) изучено из надсланцевой (44 пробы) и темноцветной (48 проб) пачек, а менее всего (16 проб – 10%) взято из пестроцветной пачки.

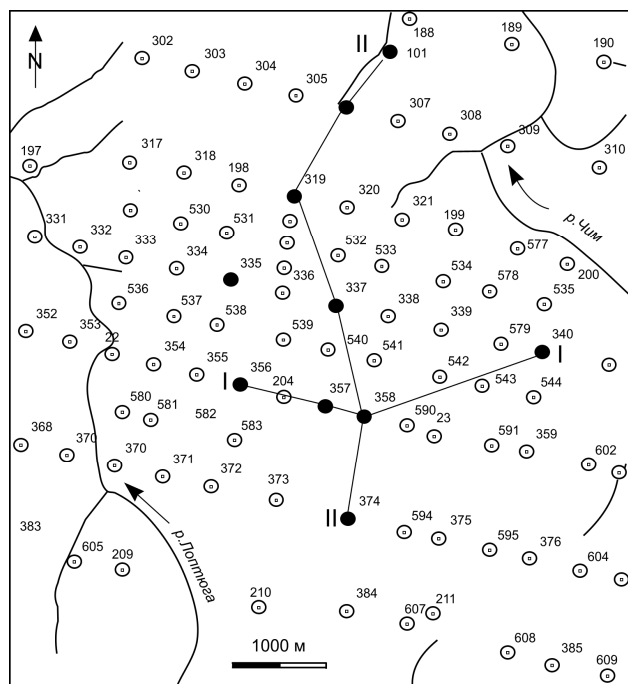


Рис. 2. Схема размещения скважин на площади месторождения (черным выделены скважины, в которых изучалась пелитовая фракция).  
Fig. 2. Layout of wells in the deposit area (black wells where clay samples were studied).

### Методы исследования

Фазовый состав глинистой фракции (<0.001 мм) был определен при помощи рентгенодифрактометрического анализа ориентированных образцов (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение-CuK $\alpha$ ), подвергнутых стандартным диагностическим обработкам. Изучались дифрактограммы: а) воздушно-сухого образца; б) обработанного этиленгликолем или глицерином; в) обработанного 1N HCl на водяной бане; г) прокаленного при  $t=550^{\circ}\text{C}$ . Съемка образцов проводилась в интервале углов  $2-52^{\circ}2\theta$  (30kV/20mA, 0.5 $^{\circ}$ /мин). При моделировании дифракционных профилей исключались интервалы, содержащие рефлексы других минералов – кварца и клиноптилолита. Обработка образцов глицерином применялась для экспресс-диагностики фазового состава, для детального изучения методом моделирования экспериментальных дифракционных картин использовались препараты глинистой фракции, обработанные этиленгликолем.

Помимо изучения компонентного состава пелитовой фракции оценивалось содержание в ней каждого из глинистых минералов. Полуколичественный рентгенодифракционный анализ глинистой фракции был выполнен с помощью программы Sybilla<sup>®</sup> как для воздушно-сухих, так и обработанных этиленгликолем ориентированных образцов глинистой фракции. Sybilla<sup>®</sup> позволяет сопоставлять дифракционные профили для смесей глинистых минералов, изменяя химический состав отдельных глинистых минералов, степень ориентированности частиц, межплоскостные расстояния глинистых минералов, фактор ближнего порядка, среднее число слоёв в кристаллах N, соотношение минералов в смешанослойных фазах и т.д. При моделировании достигалось наиболее полное совпадение дифракционного профиля экспериментальной дифрактограммы и рассчитанной дифракционной картины. Предполагается, что при совпадении экспериментального и рассчитанного дифракционных профилей совпадает и фазовый состав. На рис. 3 приведен пример сопоставления экспериментальной дифрактограммы ориентированного обр. 374/28 и рассчитанной дифрактограммы с заданным содержанием отдельных фаз.

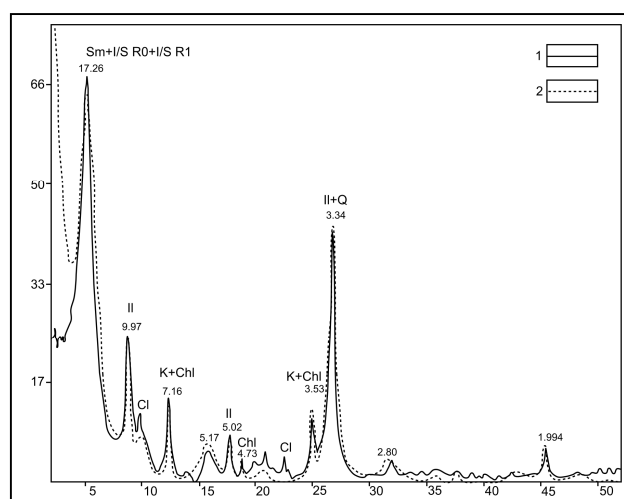


Рис. 3. Дифрактограммы глинистой фракции: 1 – экспериментальная, полученная от насыщенного этиленгликолем ориентированного образца (обр. 374/28); 2 – рассчитанная. Фазовый состав глинистой фракции: Sm = 30%, I/S R0 = 31%, I/S R1 = 8%, Chl = 2%, I = 24.5, K = 4.5%.

Межплоскостные расстояния приведены в ангстремах; Sm – смектит, I/S R0 – иллит/смектит с R=0, I/S R1 иллит/смектит с R=1, Chl – хлорит, I – иллит, K – каолинит, Cl – клиноптилолит, Q – кварц, R – фактор упорядоченности.

Fig. 3. Diffractograms of clay fraction: 1 – experimental, obtained from glycolated oriented specimen (sample 374/28); 2 – calculated. Phase composition of clay fraction: Sm = 30%, I/S R0 = 31%, I/S R1 = 8%, Chl = 2%, I = 24.5, K = 4.5%. Spacings in angstroms.

Sm – Smectite; I/S R0 – mixed-layer illite-smectite with R=0; I/S R1 – mixed-layer illite-smectite with R=1; Chl – chlorite; I – illite; K – kaolinite, Cl – clinoptilolite, Q – quartz, R – short-range order.

## Результаты

В изученной фракции установлены иллит, смектит, Fe-Mg хлорит, смешанослойные минералы иллит/смектитового, реже хлорит/смектитового и иллит/хлорит/смектитового типов [9]. Кроме слоистых силикатов в изученной фракции присутствуют кварц, полевые шпаты и клиноптилолит (цеолит из группы гейландита). Цеолит в отдельных слоях является породообразующим минералом (пестроцветная пачка). Верхнеюрские породы месторождения характеризуются поликомпонентным составом глинистых минералов с доминированием иллита и смешанослойных образований. Следует отметить высокое содержание в глинистой фракции (в некоторых случаях и преобладание) слабоупорядоченных смешанослойных фаз, содержащих разбухающие слои.

### 1. Характеристика глинистых минералов

**Иллит** идентифицирован по отражениям, образующим целочисленную серию базальных рефлексов, кратную  $10 \text{ \AA}$ , которые практически не меняют своего положения при различных диагностических обработках. Базальные рефлексы иллита имеют межплоскостное расстояние  $d_{001} \sim 10.0\text{--}10.1 \text{ \AA}$ , они слегка уширены, при насыщении образца глицерином пики несколько меняют свою форму (становятся более узкими) и межплоскостное расстояние (до  $9.9 \text{ \AA}$ ). Такое поведение свидетельствует о том, что в структуру иллита входит до 5–10% разбухающих слоев.

Иллит – один из основных по содержанию и распространенности глинистых минералов. В разрезах скв. 319, скв. 340, скв. 357, скв. 306 и скв. 358 отмечается некоторое повышение содержания иллита в сланценосных отложениях сероцветной и темноцветной пачек по сравнению с другими пачками (рис.4). Кажущееся равномерное распределение иллита по разрезу в скв. 374, где его содержание близко к содержанию смешанослойных образований (рис. 4), объясняется отсутствием отбора проб в сланценосной толще. Иллит в составе морских верхнеюрских пород Чим-Лоптюгского месторождения имеет аллотигенное происхождение.

**Смектит** диагностирован по характерному базальному рефлексу с  $d_{001} \sim 14\text{--}14.5 \text{ \AA}$  на дифрактограммах воздушно-сухих образцов, который смещается до  $17.0\text{--}17.8 \text{ \AA}$  при насыщении их глицерином. При прокаливании образцов структура минерала сжимается, и этот рефлекс смещается соответственно до  $10 \text{ \AA}$ . Первое базальное отражение смектита, как правило, в значительной степени уширено. Практически во всех образцах наблюдается область повышенного фона между ним и иллитовым рефлексом, обусловленная присутствием слабоупорядоченных смешанослойных образований, содержащих разбухающие слои.

**Смешанослойные образования** в изученных породах имеют весьма широкое распространение. Их присутствие связано с постепенным преобразованием слоистых силикатов под действием разных агентов. Они характеризуются слабоупорядоченным чередованием слоев и неизменным

присутствием в структуре разбухающих (смектитовых) слоев. Нередко на дифрактограмме неупорядоченные смешанослойные фазы не образуют отдельных отражений, но отмечаются по наличию асимметричного плеча у рефлексов глинистых минералов, существенному уширению этих рефлексов, наличию повышенного фона в области  $10\text{--}14 \text{ \AA}$  между хлоритовым (смектитовым) и иллитовым отражениями. Характерной диагностической особенностью смешанослойных минералов является наличие слабых нецелочисленных пиков в малоугловой области. Смешанослойные глинистые образования иллит-смектитового типа диагностированы по серии нецелочисленных отражений на дифрактограммах воздушно-сухого образца, которые при насыщении препарата глицерином смещаются в сторону меньших углов отражения и совпадают с рефлексом иллита после нагрева препарата.

Смешанослойные глинистые образования типа хлорит/смектит с неупорядоченным чередованием слоев смектита и хлорита также можно определить по серии слабых нецелочисленных отражений в малоугловой области, меняющих свое положение при насыщении образца глицерином.

Смектит и смешанослойные образования распространены в пробах всех скважин. Содержание собственно смектита в глинистой фракции пород относительно невелико, а смешанослойных образований с различным количеством разбухающих слоев варьирует, достигая 60 %. Исключением является лишь разрез скв. 335, где смектит преобладает над смешанослойными образованиями по всему разрезу. Однако встречаются отдельные пробы (скв. 374 и 357), в которых смектит преобладает над смешанослойными образованиями. Можно предположить, что часть смешанослойных минералов, возможно, образовалась в процессе диagenеза.

**Каолинит** определен по наличию базальных рефлексов, кратных  $7 \text{ \AA}$ , которые исчезают при прокаливании образцов. Каолинитовые рефлексы в целом совпадают с хлоритовыми. Но, поскольку при прокаливании каолинит, в отличие от хлорита, разрушается, то на дифрактограммах прокаленных образцов отмечаются только хлоритовые рефлексы и, напротив, на дифракционных кривых образцов, обработанных HCl, присутствуют только рефлексы, принадлежащие каолиниту.

Каолинит определен во всех пробах. Обычно концентрация в верхнеюрских отложениях составляет 13–20 % (рис.4) от всех глинистых минералов. Минимальное содержание его связано со сланценосной толщей (сероцветная и нижняя половина темноцветной пачек). Содержания каолинита в этом интервале разреза как в глинах, так и горючих сланцах в среднем 6 %, его количество увеличивается вниз и вверх по разрезу. Отложения надсланцевой пачки повсеместно характеризуются повышенными содержаниями. Здесь развиты трехкомпонентные ассоциации с каолинитом (иллит-смектит-каолинитовые), в которых преобладают иллит или смектит. В нижней части разреза верхнеюрских отложений (зеленоцветная пачка) также отме-

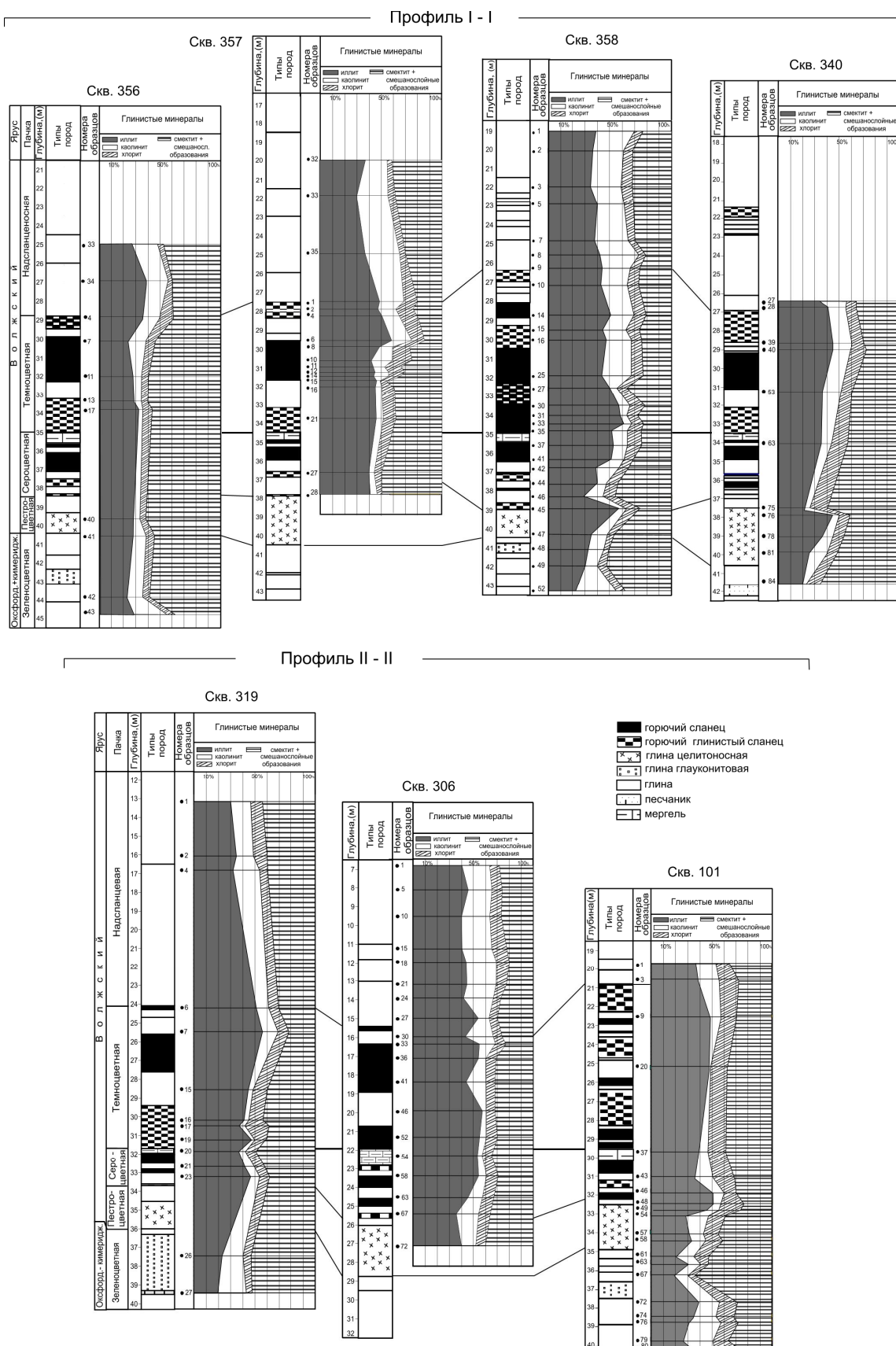


Рис. 4. Распределение глинистых минералов пелитовой фракции верхнеюрских пород Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев в разрезах и на площади (I-I – в субширотном и II-II – в субмеридиональном направлениях).

Fig. 4. Clay minerals distribution in pelitic fraction of Upper-Jurassic rocks of Chim-Loptyuga oil-shale deposit in sections and in area extent (I-I – in sublatitudinal and II-II – submeridional directions).

чено повышенное содержание каолинита, который интерпретируется как аллотигенный минерал.

**Хлорит** на дифрактограммах в воздушно-сухом состоянии и с глицерином образует серию целочисленных базальных рефлексов, кратных 14.2 Å (14.2, 7.1, 4.73, 3.54 Å и т.д.), при этом у минералов Fe-типа отмечается весьма низкая интенсивность нечетных отражений. Fe-хлорит является сравнительно неустойчивым, и его структура может частично разрушаться при нагревании образцов. Отношение интенсивностей базальных нечетных рефлексов к интенсивностям четных отражений изученного хлорита позволяет сделать вывод о том, что минерал является триоктаэдрическим и железисто-магнезиальным.

Хлорит определен в небольших количествах во всех пробах. Количество хлорита по разрезу резко не меняется, минерал в некоторой степени изменен. Отмечается повышение содержания хлорита в сланценосных отложениях (скв. 309, скв. 357, скв. 358 и скв. 340, рис.4). Железистый хлорит интерпретируется как аллотигенный минерал, как правило, относительно неустойчивый в седиментационных условиях [10].

## 2. Распределение глинистых минералов по разрезу и на площади

По количественному преобладанию одной из доминирующих минеральных фаз выделены иллитовая и смектитовая группы, для большей корректности результатов, поскольку не всегда можно диагностировать в образцах собственно смектит. Далее под смектитом понимается сумма смешанослойных смектитсодержащих образований и собственно смектита. Группы состоят из минеральных ассоциаций (всего их выделено семь), названных по минералам, содержание которых 15 % и более в проанализированной глинистой фракции породы. Первую группу образуют четыре ассоциации: 1) смектит-иллитовая; 2) каолинит-смектит-иллитовая; 3) хлорит-смектит-иллитовая; 4) смектит-каолинит-иллитовая. Вторая группа представлена тремя ассоциациями: 1) иллит-смектитовой; 2) каолинит-иллит-смектитовой; 3) хлорит-иллит-смектитовой.

Наиболее широкое распространение имеют минеральные ассоциации иллитовой группы. Главным образом, смектит-иллитовая и каолинит-смектит-иллитовая ассоциации, которые совместно составляют около 80 % этой группы. В смектитовой группе также значительно преобладают две ассоциации – *иллит-смектитовая* и *каолинит-иллит-смектитовая*, составляющие около 90 % группы. Устойчивой связи типов пород с определенными минеральными ассоциациями установить не удалось. Вероятно, в слабоизмененных осадочных породах такой связи не существует, что было показано в работе М.А. Ратеева, указывающего на распространение одной ассоциации в разных по составу осадках современных морей [11].

На рис. 4 представлены площадь Чим-Лоптюгского месторождения и разрезы скважин верхнеюрских отложений (выделены черными кружками), в которых были изучены глинистые минералы. Расположение изученных разрезов скважин обра-

зуют два профиля: субширотного (профиль I – I) и субмеридианного (профиль II – II) направлений. В большинстве разрезов отмечается некоторая тенденция изменения минерального состава по разрезу. Породы зеленоцветной пачки характеризуются преимущественно минеральными ассоциациями смектитовой группы. Однако в отдельных разрезах (скв. 101) в самых низах пачки отмечаются равные значения иллита и смектита. В породах сланценосных пачек большинства разрезов (скв. 101, скв. 306, скв. 319, скв. 357 и скв. 358) наблюдаются ассоциации с преобладанием иллита, но в остальных разрезах выявлены примерно равные значения смектита и иллита (скв. 340, скв. 374) или преобладает смектит (скв. 335, скв. 356). Отложения надсланцевой пачки отличаются наибольшей изменчивостью минеральных ассоциаций по простиранию. В первых разрезах (скв. 306, скв. 358) доминирует иллит, во-вторых (скв. 319, скв. 356) – смектит, в-третьих – (скв. 101, скв. 357 и скв. 374) они равны или наблюдаются изменения их содержаний по разрезу. Повышенные содержания каолинита установлены в породах надсланцевой и зеленоцветной пачек.

## Обсуждение результатов

В целом изученные разрезы верхнеюрских отложений, охватывающих оксфордско-средневожский стратиграфический диапазон, по изменчивости ассоциаций глинистых минералов расчленяются на три части. В нижней части изученного разреза (зеленоцветная и пестроцветная пачки), соответствующей нерасчлененным оксфордскому и кимериджскому ярусам и самым низам средневожского подъяруса, развиты иллит-смектитовая и каолинит-иллит-смектитовая ассоциации. В средней части разреза (сероцветная и темноцветная пачки сланценосной толщи), соответствующей, по-видимому, аммонитовой зоне *Dorsaplanites panderi*, распространены смектит-иллитовая и иногда хлорит-смектит-иллитовая ассоциации. В верхней части разреза (надсланцевая пачка, верхи средневожского подъяруса) преобладают каолинит-иллит-смектитовая и каолинит-смектит-иллитовая и очень редко смектит-каолинит-иллитовая ассоциации.

Ассоциации глинистых минералов в осадочных породах формируются в результате суммарного действия климата в областях мобилизации и аккумуляции материала, тектонического режима, гидрохимических условий седиментационных водоемов и постседиментационных изменений [5, 12, 11].

Полуколичественный анализ, выполненный при помощи моделирования дифракционных профилей, выявил преобладание в глинистой фракции смектита и смешанослойной фазы иллит/смектитового типа. В разрезах пород Чим-Лоптюгского месторождения нами не наблюдается классического процесса преобразования смектита в иллит с глубиной. Содержание в глинах разбухающих слоистых силикатов, очевидно, контролируется наличием в породах органического вещества. Процессы «консервации» смектитовых пакетов в структуре глинистых минералов под действием органики неоднократно описывались в литературе [13–15].

В верхнеюрских породах установлен набор минералов, типичный для осадочных пород, не подвергшихся значительным эпигенетическим преобразованиям. Отметим, что степень преобразования верхнеюрских пород Чим-Лоптюгского месторождения и всей Волжско-Печорской сланценозной провинции отвечает стадии перехода от диагенеза к катагенезу. Об этом свидетельствуют состояние ОВ, физические свойства пород, новообразованные минералы (клиноптилолит, глауконит, пирит). Состав глинистых минералов в терригенных и карбонатно-терригенных толщах определяется в первую очередь петрофондом питающей провинции [5, 11]. Судя по выдержанности в разрезе состава аллотигенных компонентов песчаной и пелитовой фракций в верхнеюрских породах Чим-Лоптюгского месторождения, можно достаточно уверенно говорить о неизменном источнике сноса в оксфордско-волжское время. Возможными областями сноса в юрское время могли быть Балтийский щит и Тиманская гряда. Согласно палеогеографическим реконструкциям, проведенным ранее, основным поставщиком терригенного материала для Сысольского и Яренгского сланценозных районов был Балтийский щит [2]. Доминирование иллитита и смектита с присутствием каолинита до 30 % в изученных породах достаточно ясно указывает на существование гумидного климата в пределах водосборной площади. Более конкретно, развитие данной ассоциации минералов, по-видимому, отвечало субтропической и холодно-умеренной зонам [11]. Каолинит – это индикатор гумидной зоны образования и характерен для отложений пресных водоемов. Он неустойчив в щелочной среде морских условий, где он может накапливаться при повышенных темпах седиментации [5]. Каолинит осаждается, главным образом, в прибрежной зоне, а иллит переносится в более удаленные от берега области осадконакопления [16, 11]. Минимальные количества каолинита в сланценозных отложениях сероцветной и темноцветной пачек можно объяснить относительно низкой скоростью их седиментации по сравнению с отложениями других пачек. Одновременно этот факт, наряду с повышенным количеством в сланценозных отложениях иллитита, по-видимому, указывает на удаленность береговой линии во время их образования.

В современных поверхностных осадках выявлена определенная климатическая зональность: каолинит и смектит распространены в тропических влажных зонах, а иллит и хлорит – в средних и высоких широтах, в основном холодных, умеренно влажных и ледовых зонах. Поэтому также можно предположить, что отложения сланценозной толщи, где в большинстве изученных разрезов наблюдается нечеткая тенденция увеличения иллитита и хлорита, указывают на некоторое изменение климата в сторону похолодания. Таким образом, ассоциация глинистых минералов сланценозной толщи Чим-Лоптюгского месторождения объясняется тремя факторами: 1) удаленностью от берега; 2) медленной седиментацией; 3) климатом. Какой из этих факторов был определяющим в настоящее время

трудно ответить. Аутигенное диагенетическое минералообразование в верхнеюрских породах Чим-Лоптюгского месторождения проявилось в виде рассеянных агрегатных форм и конкреций пирита, пеллетоидных форм глауконита и микрокристаллического клиноптилолита. Глауконит характеризуется пониженным содержанием калия и низкой степенью зрелости этого минерала [17].

В гипергенную стадию образовались сферолиты гипса и реже сера, встреченные в трещинах пород и на их поверхностях. Значительные по количеству новообразования развиты на двух стратиграфических уровнях: в зеленоцветной пачке (оксфордско-кимериджского возраста) распространен глауконит, а в пестроцветной пачке (по-видимому, основание средневолжского подъяруса) – клиноптилолит. Их содержания в указанных стратонах достигают первых десятков процентов [18]. Ранее на основании интерпретации разреза скв. 374 цеолитоносных глин пестроцветной пачки нами была выдвинута версия о частичной трансформации каолинитов в цеолиты [19], но дальнейшее изучение разрезов других скважин показало, что такой прямой связи новообразованных минералов с изменением состава глинистых минералов не обнаруживается.

Состав глинистых минералов юрских отложений, наиболее близко расположенных к Чим-Лоптюгскому месторождению, изучен в Печорской синеклизе. В глинистой фракции средне-верхнеюрских пород бассейнов рек Ижма, Пижма и Адзъва (всего 11 весьма удаленных друг от друга разрезов) установлены каолинит, гидрослюда (иллит), монтмориллонит (смектит), хлорит и неупорядоченные смешанослойные гидрослюда-монтмориллонитовые образования [8]. Целью этих исследований была корреляция удаленных разрезов на основе распределения глинистых минералов. В итоге на основании кривой количественного содержания каолинита П.И. Шимкявичусу удалось сопоставить келловейские и оксфордские отложения. Однако кимериджские и волжские отложения не были скоррелированы из-за отсутствия в них каолинита или, как объясняет сам автор, в этих разрезах были распространены разные их стратиграфические интервалы [8]. Согласно существующим палеогеографическим схемам для средне- и позднеюрской эпох, отложения Мезенской и Печорской синеклиз формировались в одном седиментационном бассейне, куда терригенный материал поступал с Балтийского щита [2]. Этим можно объяснить сходство состава глинистых минералов.

Интересно сравнить полученные нами результаты с характером распределения глинистых минералов в классических разрезах верхнеюрских отложений Среднего Поволжья («Городище», «Кашпир» и др.). Отложения этих разрезов характеризуются следующими глинистыми минералами: иллит (гидрослюда), смектит (монтмориллонит), смешанослойные образования, каолинит и спорадически хлорит [7]. Распределение их в каждом разрезе отличается друг от друга. Оно было объяснено разными связями, существовавшими между место-

положением разрезов в морском бассейне и источником питания.

Повторное и более детальное изучение глинистых минералов в верхнеюрских отложениях разреза «Городище» проведено Е.В. Щепетовой [20–22]. Она установила закономерность распространения ассоциаций глинистых минералов по разрезу: в нижней части (кимериджский ярус и основании средневожского подъяруса) развита смектит – гидрослюда (иллит) – каолинитовая, в средней части (нижняя половина сланценой толщи средневожского подъяруса) установлена гидрослюда (иллит) – каолинит – смектитовая и вверху (верхняя половина сланценой толщи и вышележащие отложения) – гидрослюда (иллит) – клиноптилолит – смектитовая. Первая ассоциация трактуется как аллотигенная, последние две с преобладанием смектита связываются, в первую очередь, с процессами аутигенного минерального новообразования. Заметим, что снизу вверх по разрезу закономерно увеличивается содержание смектита и, в целом, эти исследования подтверждают данные, полученные ранее [7], однако причины распределения глинистых минералов по разрезу объясняются по-другому.

Изучение глинистых минералов верхнеюрских отложений разреза «Ивкино» (Костромская обл.) показало постоянство их состава и количественного соотношения основных компонентов снизу вверх по разрезу [20].

Сравнивая верхнеюрские отложения Чим-Лоптюгского месторождения с разрезами стратотипического района, можно констатировать, что минеральный состав глинистой фракции верхнеюрских отложений Русской плиты сходен, однако распределение минералов от разреза к разрезу не повторяется. По-видимому, эти различия объясняются особенностями петрофонда, а также гидрологическими особенностями позднеюрского моря и аутигенным минералообразованием.

Наши исследования интересны тем, что изученные нами разрезы верхнеюрских отложений находятся друг от друга на расстоянии всего от 500 до 5000 м на площади не более 50 км<sup>2</sup>, но тем не менее в распределении глинистых минералов в отдельных разрезах отмечаются существенные изменения. Еще раз укажем, что в разрезах скв. 335 и скв. 374 смектит преобладает над смешанослойными образованиями, в сланценой толще разреза скв. 356 содержание смектита более высокое, по сравнению с иллитом, а в нижней части разреза скв. 340 и скв. 374 наблюдаются пониженные значения каолинита. Нам трудно в настоящее время объяснить эти отклонения в соотношении глинистых минералов в близко расположенных разрезах. Возможно, они обусловлены особенностями дна бассейна (на относительный расчлененный рельеф дна указывают изменения мощности выделенных пачек по простиранию (рис. 4), характером течений (отмечаются следы размыва в глинах надсланцевой пачки) и не исключена возможность проявления процессов трансформации смектитов и их консервации в отдельных разрезах. Ответов на эти вопросы пока нет, возможно, дальнейшее изучение

распределения глинистых минералов в других разрезах верхнеюрских отложений на северо-востоке Русской плиты и выявление более тонких особенностей строения и состава минералов поможет их найти.

## Выводы

- Установлены глинистые минералы в верхнеюрских породах Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев Яренского сланценосного района: иллит, смешанослойные образования, смектит, каолинит и хлорит, обычно с доминированием первых двух.

- Выделены две группы минеральных ассоциаций-иллитовая и смектитовая. Первая группа состоит из четырех ассоциаций: 1) смектит-иллитовой; 2) каолинит-смектит-иллитовой; 3) хлорит-смектит-иллитовой; 4) смектит-каолинит-иллитовой. Вторая группа представлена тремя ассоциациями: 1) иллит-смектитовой; 2) каолинит-иллит-смектитовой; 3) хлорит-иллит-смектитовой.

- Минеральные ассоциации отложений оксфордско-кимериджского возраста характеризуются преобладанием глинистых минералов, содержащих разбухающие слои (смектитов, иллит/смектитов). Относительно стабильное содержание смешанослойных разбухающих фаз, наблюдающееся в разрезах скважин, обусловлено, вероятно, взаимодействием этих фаз с содержащимся в породах органическим веществом.

- На основании присутствия каолинита, иногда в значительных количествах (более 30%) содержащегося в морских юрских отложениях, можно относительно уверенно предположить, что область сноса располагалась в гумидной климатической зоне.

- Пониженное количество каолинита в сероцветной и темноцветной пачках может указывать как на более низкие скорости седиментации сланценосных отложений и на удаленность зоны сланценонакопления от берега, так и на изменения климата в сторону похолодания.

- Выявленные существенные изменения в распространении глинистых минералов в отдельных разрезах верхнеюрских отложений, даже в пределах незначительной площади изученной части Чим-Лоптюгского месторождения, ограничивают их применение в стратиграфической корреляции.

*Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований УрО РАН проекты № 15-18-5-49 и № 15-18-5-47.*

## Литература

1. *Горючие сланцы* Европейского севера СССР / Л.Ф. Васильева, В.А. Дедеев, Л.А. Дурягина и др. Сыктывкар: Коми научный центр УрО АН СССР, 1989. 152 с.
2. *Льюров С.В.* Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 133 с.
3. *Чирва С.А., Месежников М.С., Яковлева С.П.* Верхнеюрские отложения Сысольского и Яренского сланценосных районов Русской



- платформы // Известия АН СССР, сер.геол. 1988. №4. С. 38 – 50.
4. *Маркирующие горизонты* в верхнеюрских отложениях Яренгского сланценосного района (северо-восток Русской плиты) / В.А.Салдин, И.Н.Бурцев, Д.О.Машин, Д.Н.Шеболкин, Н.С.Инкина // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 11. С. 26 – 29.
  5. *Зхус И.Д.* Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966. 279 с.
  6. *Коссовская А.Г.* Проблемы геоминералогии // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР / Отв. ред. П.П. Тимофеев. М.: Наука, 1980. С. 110 –158.
  7. *Шимкявичус П.И.* Литология и глинистые минералы верхнеюрских отложений центральной части Восточно-Европейской платформы // Юрские отложения Русской платформы: Сб. научных трудов. Л.: ВНИГРИ, 1986. С.180 – 192.
  8. *Шимкявичус П.И.* Глинистые минералы верхнеюрских отложений Печорской синеклизы и их значение для корреляции разрезов // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока СССР (Геологическое строение). Сыктывкар, 1990. С.113 – 117. (Тр. Всесоюз. XI геол. конф. Коми АССР. Т.1).
  9. *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification* (G.W. Brindley and G. Brown, editors). Monograph 5, Mineralogical Society. London, 1980. 495 p.
  10. *Котельников Д.Д., Конохов Ф.И.* Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 486 с.
  11. *Ратеев М.А.* Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964. 288 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 112).
  12. *Милло Ж.* Геология глин. Л.: Мир, 1968. 358 с.
  13. *Гойло Э.А., Истомина И.М.* Минералы глин – индикаторы седиментационных и постседиментационных процессов в покрышках месторождений нефти и газа // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2005. Сер.7. Вып.3. С.3–18.
  14. *Крупская В.В., Андреева И.А., Сергеева Э.И.* Глинистые минералы донных осадков Норвежского моря в районе острова Медвежий // Литология и полезные ископаемые. 2004. №1. С.36–47.
  15. *Anjos S.M.C.* Absence of clay diagenesis in cretaceous-tertiary marine shales, Campos basin, Brazil // *Clays and Clay Minerals*. 1986. Vol. 34. No. 4. P. 424–434.
  16. *Котельников Д. Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюл. МОИП отд. Геол. 2001. Т. 76. Вып. 1. С. 45– 53.
  17. *Симакова Ю.С.* Особенности глобулярных слоистых силикатов Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 9–10. С.52–57.
  18. *Салдин В.А., Бурцев И.Н., Симакова Ю.С., Филиппов В.Н.* Цеолиты в верхнеюрских породах Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев (Яренгский сланценосный район) // Материалы Российского совещания с международным участием «Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах». Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2012. С. 112 – 116.
  19. *Симакова Ю.С., Салдин В.А.* Глинистые минералы скв. 374 Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 342–343.
  20. *Гаврилов Ю.О., Щенетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А.* Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литология и полезные ископаемые. 2008. №43. С. 354 – 379.
  21. *Щенетова Е.В.* Палеоклиматические реконструкции по данным о распределении глинистых минералов в верхнеюрских отложениях Русской плиты: возможности и ограничения // Юрская система России; проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 257 – 259.
  22. *Щенетова Е.В.* Седиментология волжских сланценосных отложений (верхняя юра, зона panderi) северной части Русской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып.4. С. 74 – 89.

#### References

1. *Gorjuchie slancy* Evropejskogo severa SSSR [Oil shales of the European North of the USSR] / L.F.Vasilyeva, V.A.Dedeev, L.A.Duryagina et al. Syktyvkar: Komi Sci. Centre, Ural Branch, RAS, 1989. 152 p.
2. *Lyyurov S.V.* Jurskie otlozhenija severa Russkoj plity [Jurassic deposits of the north of the Russian Plate]. Ekaterinburg: Ural Br., RAS, 1996. 133 p.
3. *Chirva S.A., Mesezhnikov M.S., Yakovleva S.P.* Verhnejurskie otlozhenija Sysol'skogo i Jarengskogo slancenosnyh rajonov Russkoj platformy [Upper Jurassic deposits of Sysola and Yarensk shale-bearing fields] // Proc. of the USSR Ac. Sci, series Geology. 1988. №4. P. 38–50.
4. *Markirujushhie gorizonty v verhnejurskih otlozhenijah Jarengskogo slancenosnogo rajona (severo-vostok Russkoj plity)* [Marker horizons in the Upper Jurassic sediments of the Yarensk shale-bearing area (north-east of the Russian Plate)] / V.A.Saldin, I.N.Burtsev, D.O.Mashin, D.N.Shebolkin, N.S.Inkina // Bull. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Br., RAS, 2013. № 11. P. 26–29.
5. *Zkhus I.D.* Glinistye mineraly i ih paleogeograficheskoe znachenie [Clay minerals and their

- paleo-geographical significance]. Moscow: Nauka, 1966. 279 p.
6. *Kossovskaya A.G.* Problemy geomineralogii // Litologija v issledovanijah Geologicheskogo instituta AN SSSR [Problems of geomineralogy // Lithology in researches of Geological Inst., USSR Ac. Sci.] / Ed. P.P.Timofeev. Moscow: Nauka, 1980. P. 110–158.
  7. *Shimkyavichus P.I.* Litologija i glinistye mineraly verhnjurskih otlozhenij central'noj chasti Vostochno-Evropskoj platformy // Jurskie otlozhenija Russkoj platformy [Lithology and clay minerals of the Upper Jurassic deposits of the central part of the East European platform // Jurassic deposits of the Russian platform]. Collected sci. papers. Leningrad: VNI-GRI, 1986. P.180–192.
  8. *Shimkyavichus P.I.* Glinistye mineraly verhnjurskih otlozhenij Pechorskoj sineklizy i ih znachenie dlja korrelyacii razrezov // Mineral'no-syr'evye resursy Evropejskogo Severo-Vostoka SSSR (Geologicheskoe stroenie) [Clay minerals of the Upper Jurassic deposits of the Pechora syncline and their significance for correlation of sections // Mineral resources of the European North-East of the USSR (Geology)]. Syktывkar, 1990. P. 113–117 (Materials of All-Russia XI Geol. Conf. of the Komi ASSR, Vol.1).
  9. *Crystal structures* of clay minerals and their X-ray identification (G.W. Brindley and G. Brown, editors). 1980. Monograph 5, Mineralogical Society, London. 495 p.
  10. *Kotel'nikov D.D., Konyukhov F.I.* Glinistye mineraly osadochnyh porod [Clay minerals of sedimentary rocks]. Moscow: Nedra, 1986. 486 p.
  11. *Rateev M.A.* Zakonomernosti razmeshhenija i genezis glinistyh mineralov v sovremennyh i drevnih morskikh bassejnah [Distribution and genesis of clay minerals in modern and ancient marine basins]. Moscow: Nauka, 1964.(Proc. of Geol. Inst., USSR Ac. Sci. Issue 112). 288 p.
  12. *Millot G.* Geologija glin [Geology of clays]. Leningrad: Mir. 1968. 358 p.
  13. *Goilo E.A., Istomina I.M.* Mineraly glin – indikator sedimentacionnyh i postsedimentacionnyh processov v pokryshkah mestorozhdenij nefti i gaza [Clay minerals – indicators of sedimentation and post-sedimentation processes in covers of oil and gas fields] // Bull. of St.Petersburg Univ. 2005. Series 7. Issue 3. P.3-18.
  14. *Krupskaya V.V., Andreeva I.A., Sergeeva E.I.* Clay Minerals in Bottom Sediments of the Medvezhii Island Region, Norwegian Sea // Lithology and Mineral Resources, Vol. 39, 2004, No. 1. P. 31–40.
  15. *Anjos S.M.C.* Absence of clay diagenesis in cretaceous-tertiary marine shales, Campos basin, Brazil // *Clays and Clay Minerals*, Vol. 34. No. 4. 1986. P. 424–434.
  16. *Kotel'nikov D.D., Zinchuk N.N.* Usloviya nakoplenija i postsedimentacionnogo preobrazovanija glinistyh mineralov v otlozhenijah terrigennoj formacii [Conditions of accumulation and post-sedimentary transformation of clay minerals in sediments of terrigenous formation] // Bull. of MOIP. Dept. of Geology. 2001. Vol. 76. Issue 1. P. 45–53.
  17. *Simakova Yu.S.* Crystallochemical features of glauconite from the Chim-Loptyuga pyroschist deposit [Peculiarities of globular layered silicates of Chim-Loptyuga deposit of oil shales] // Bull. of Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Br., RAS. № 9-10. 2016. P.52–57.
  18. *Saldin V.A, Burtsev I.N., Simakova Yu.S., Filippov V.N.* Ceolity v verhnjurskih porodah Chim-Loptyjugskogo mestorozhdenija gorjuchih slancev (Jarenskij slancenosnyj rajon) [Zeolites in Upper Jurassic rocks of Chim-Loptyuga oil-shale deposit (Yarensk shale-bearing area)]//Mly Rossijskogo soveshhanija s mezh-dunarnodnym uchastiem «Diagnostika vulkanogennyh produktov v osadochnyh tolshhah»[Russian meeting with intern.partic. “Diagnostics of volcanogenic products in sedimentary layers”]. Syktывkar: Inst. of Geology, Komi Sci. Centre, Ural Br., RAS, 2012. P. 112–116.
  19. *Simakova Yu.S., Saldin V.A.* Glinistye mineraly skv. 374 Chim-Loptyjugskogo mestorozhdenija gorjuchih slancev // Geologija i mineral'nye resursy Evropejskogo Severo-Vostoka Rossii [Clay minerals of well 374 of Chim-Loptyuga shale deposit // Geology and mineral resources of the European North-East of Russia]: Materials of XVI Geol. Congr. of the Komi Republic. Vol. III. Syktывkar: Geoprint, 2014. P. 342–343.
  20. *Gavrilov Yu.O., Shchepetova E.V., Rogov M.A., Shcherbinina E.A.* Sedimentology, Geochemistry, and Biota of Volgian Carbonaceous Sequences in the Northern Part of the Central Russian Sea (Kostroma Region) // Lithology and Mineral Resources. 2008. Vol. 43. No. 4. P. 354–379.
  21. *Shchepetova E.V.* Paleoklimaticheskie rekonstrukcii po dannym o raspredelenii glinistyh mineralov v verhnjurskih otlozhenijah Russkoj plity: vozmozhnosti i ogranichenija // Jurskaja sistema Rossii; problemy stratigrafii i paleogeografii [Paleo-climatic reconstructions according to data on distribution of clay minerals in the Upper Jurassic deposits of the Russian Plate: possibilities and restrictions // Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleo-geography]. Materials of the 3-rd All-Russia meeting / Saratov: Nauka Publ., 2009. P. 257–259.
  22. *Shchepetova E.V.* Sedimentologija volzhskih slancenosnyh otlozhenij (verhnjaja jura, zona panderi) severnoj chasti Russkoj plity [Sedimentology of Volgian shale-bearing deposits (Upper Jurassic, panderi zone) of northern part of the Russian Plate] // Moscow: Bull. of MOIP. Dept. of Geology. 2009. Vol. 84. Issue 4. P. 74–89.